

Jan BURACZYŃSKI, Jerzy BUTRYM,
Józef WOJTANOWICZ

„Interglacja lubelski” w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej

„Люблинский интергляциал” в д. Полихна на Люблинской возвышенности

“Lublin Interglacial” in Polichna on the Lublin Upland

WSTĘP

W 1971 roku Buraczyński i Wojtanowicz opublikowali notatkę o odkryciu nowego profilu czwartorzędu w Polichnie, w południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Profil wydał się bardzo interesujący; stwierdzono istnienie ilów zastoiskowych, częściowo organicznych, które związane z tak zwanym „interglacją lubelskim” w ujęciu Srodonia (1969). Publikacja o Polichnie nie znalazła bezpośredniego odzwierciedlenia w literaturze. Zwrócił na nią uwagę jedynie A. Srodoń, który w liście do autorów (z 20 II 1972 r.) napisał, że „[...] profil ten zasługuje jak najbardziej na szczegółowe opracowanie paleobotaniczne”.

Szczegółowego opracowania paleobotanicznego do tej pory brak. Przeprowadzono natomiast w latach późniejszych bardziej szczegółowe badania geologiczno-geomorfologiczne, a przede wszystkim dokonano datowania bezwzględnych osadów czwartorzędowych. Datowano 5 próbek metodą termoluminescencyjną (TL) w laboratorium Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie (dr J. Butrym) i 1 próbkę (kość) metodą fluoro-chloro-apatytową i kolagenową w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Warszawie (dr T. Minkowicz-Wysoczański). Poza tym dr Z. Janczyk-Kopikowa z Instytutu Geologicznego w Warszawie i prof. dr K. Karczmarsz z Instytutu Biologii UMCS w Lublinie wykonali ekspertyzowe analizy

paleobotaniczne.* Badania pozwoliły na uściślenie stratygrafii. Zasadnicze wnioski wysunięte w pierwszej publikacji (Buraczyński, Wojtanowicz 1971) zostały podtrzymane. Istotnie potwierdzono istnienie „interglacjału lubelskiego”, chociaż ograniczeniu uległa jego rola w profilu.

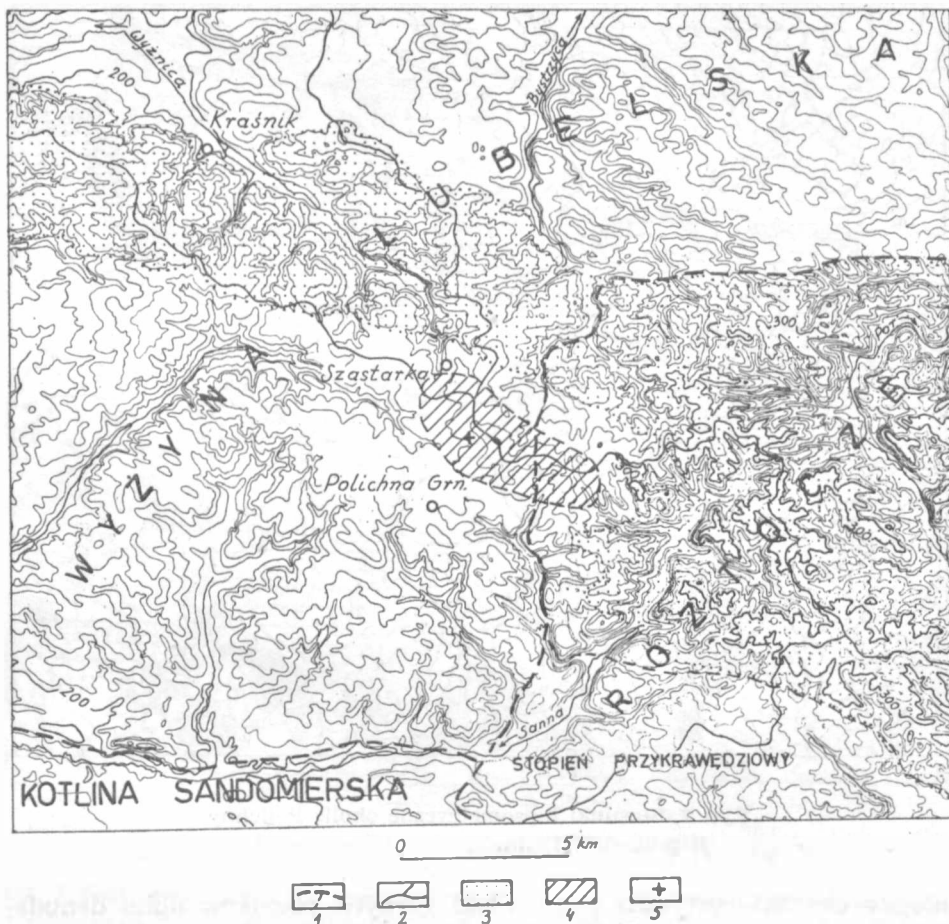
Profil Polichna ma duże znaczenie paleogeograficzne, szczególnie w kontekście zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego w Polsce SE.

SYTUACJA GEOMORFOLOGICZNA

Profil Polichna występuje w południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (11 km na SE od Kraśnika), w podregionie zwanym Płaskowyż Urzędowski, na pograniczu z Rostoczem. Niezwykle wymowne i charakterystyczne jest położenie hipsometryczne (288 m n.p.m.) i geomorfologiczne profilu. Leży on na wysokiej wierzchowinie o wysokości 285—300 m n.p.m., będącej najwyższą partią Płaskowyżu Urzędowskiego i jedną z najwyższych na Wyżynie Lubelskiej. Odpowiada ona pierwszemu wysokiemu zrównaniu wierzchowinowemu Wyżyny Lubelskiej (Jahn 1956). Jest to równocześnie strefa działowa — działu wodnego II rzędu Wisła—Wieprz (ryc. 1).

Powierzchnia działowa jest płaską równiną, pochylającą się łagodnie ku dolinom denudacyjnym. Powierzchnię tę urozmaicają dwa rodzaje form: jedne pozytywne, drugie negatywne. Formami pozytywnymi są liczne pagórki kemowe, zadziwiająco dobrze zachowane, o wysokości 3—6 m. Dobrym ich przykładem mogą być pagórki koło Brzozówki; pagór na NW od Brzozówki, przy drodze do Kolonii Szastarka, pagór na S od Brzozówki przy szosie do Wypychowa i Kol. Polichna Dolna, a także pagór po południowo-zachodniej stronie wsi Brzozówka (ryc. 2, 3). We wszystkich przypadkach jądro pagórów zbudowane jest z piasków różnoziarnistych ze żwirami skał krystalicznych, które na ogół pokryte są cienką pokrywą gliny ablacyjnej ze żwirami i gładzikami. Niekiedy gliny te tworzą także przewarstwienia w obrębie piasków. Te niewątpliwie lodowcowe i wodnolodowcowe utwory przykryte są pokrywą pylastą ze żwirkami. Miąższość ich wzrasta w dół zbocza; na grzbietach pagórków wynosi ona od 0,5 do 1,5 m, natomiast u podnóża zboczy dochodzi do 4—6 m. Są to utwory o genezie prawdopodobnie eoliczno-deluwialnej, powstałe, jak wykazało datowanie, w okresie zlodowacenia Vistulian. Powstanie kemów natomiast wiązać się musi ze zlodowaceniem środkowopolskim — ze stadiem maksymalnym (Odry).

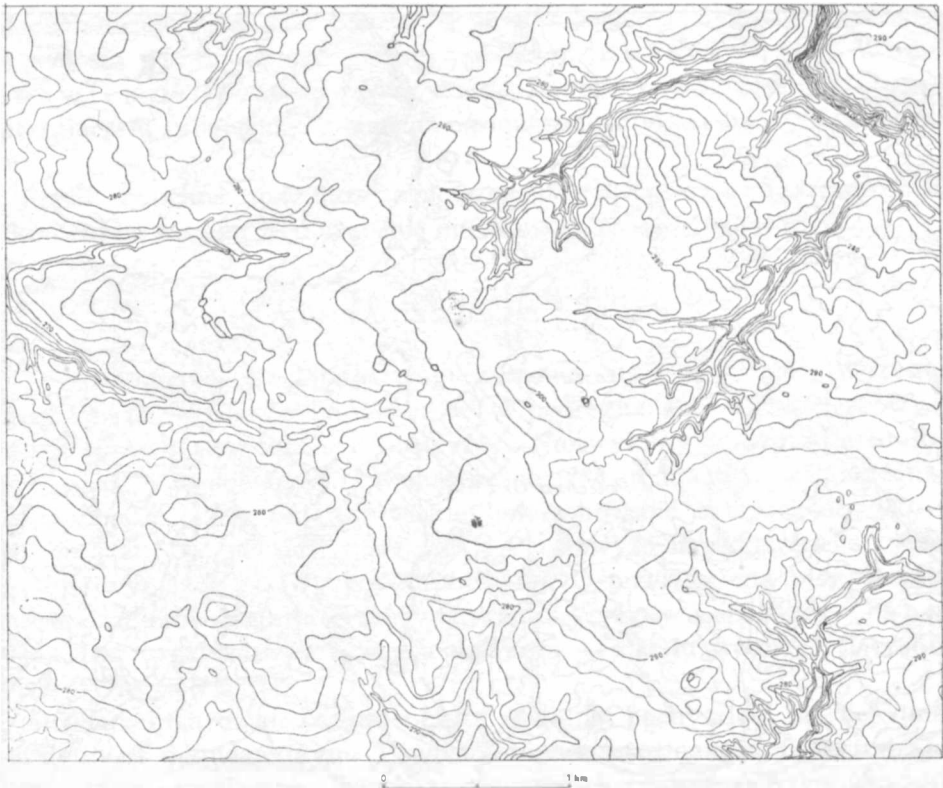
* Autorzy wyrażają serdeczne podziękowanie p. dr Z. Janczyk-Kopikowej, prof. dr. hab. K. Karczmazowi i dr. T. Minkowiczowi-Wysoczańskiemu za wykonanie analizy.



Ryc. 1. Położenie profilu Polichny oraz zasięg jeziora zastoiskowego na tle stosunków hipsometrycznych i głównych jednostek geomorfologicznych; 1 — granice regionów geomorfologicznych, 2 — działy wodne, 3 — obszar występowania lessu, 4 — zasięg ilów jeziornych, 5 — badany profil

Localization of the Polichna profile and lake borders on the background of hipsometrical situation and the main geomorphological units; 1 — geomorphological regions borders, 2 — watersheds, 3 — loess appearance area, 4 — range of the lake deposits, 5 — investigated profile

Formy negatywne to liczne płytkie zagłębienia, z których większość to dawne jeziora; obecnie pozostały tylko nieliczne (fot. 1, 2). Na ogół są to podmokłości i tylko sezonowo wypełniają się wodą. Występują też mniej licznie suche zagłębienia bezodpływowe (ryc. 3). Występowanie jezior i zagłębień bezodpływowych związane jest z płytko zalegającymi ilami zastoiskowymi, mającymi niekiedy charakter ilów warwowych. Iły te są utworami nieprzepuszczalnymi. W strefie ich występowania ma



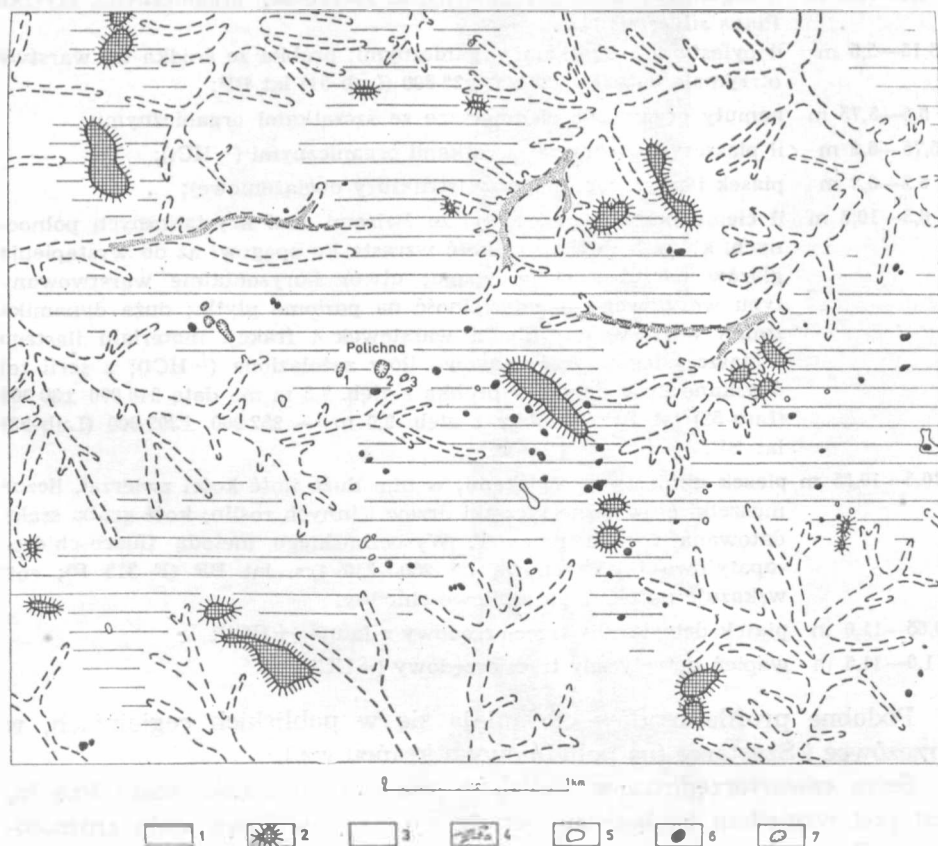
Ryc. 2. Stosunki hipsometryczne okolic Polichny
Hipsometrical situation in Polichna area

miejsce charakterystyczna podmokłość górnych odcinków dolin denudacyjnych. Iły wyznaczają zasięg jeziora (ryc. 1), związanego ze zlodowaczeniem środkowopolskim.

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE PROFILU

W oparciu o badania trzech prywatnych cegielni, położonych na północ od Polichny, profilowanych wielokrotnie w latach 1970—1979, zestawiono profil syntetyczny (ryc. 7). Można go opisać następująco:

- 0,0—0,2 m glina pylasta, ciemnobrązowa;
- 0,2—0,5 m glina pylasta brązowa, poprzecinana pionowymi i ukośnymi szczelinami, wypełnionymi białym pyłem kwarcowym;
- 0,5—1,5 m glina pylasta żółtobrązowa z przewarstwieniami piasku gliniastego, nierówna powierzchnia spągu; w dolnej części gliny tkwią „porwarki” i „toczeńce” łu siwego (—HCl), próbka z głęb. 0,85 m ma datę TL 29 600 ± 3600 (Lub-49) lat BP;
- 1,5—1,9 m łu pylasty popielaty (—HCl);



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny okolic Polichny; 1 — powierzchnia zrownania wierzchowinowego, 2 — pagóry akumulacji lodowcowej (kemy ?), 3 — stoki, 4 — dolinki denudacyjne, niektóre w górnych odcinkach podmokłe, 5 — zagłębienia bezodpływowe (suche), 6 — jeziora i jeziora okresowe, 7 — glinianki, cyframi oznaczono numery cegielni — odkrywek profilu „Polichna”

Geomorphological sketch of Polichna area; 1 — destructional surface, 2 — glacial accumulation hills, 3 — slopes, 4 — denudation valleys, some of them wet in upper part, 5 — dry depressions, 6 — lakes and periodical lakes, 7 — brick-yard; ciphers mark brick-yard numbers in Polichna profiles

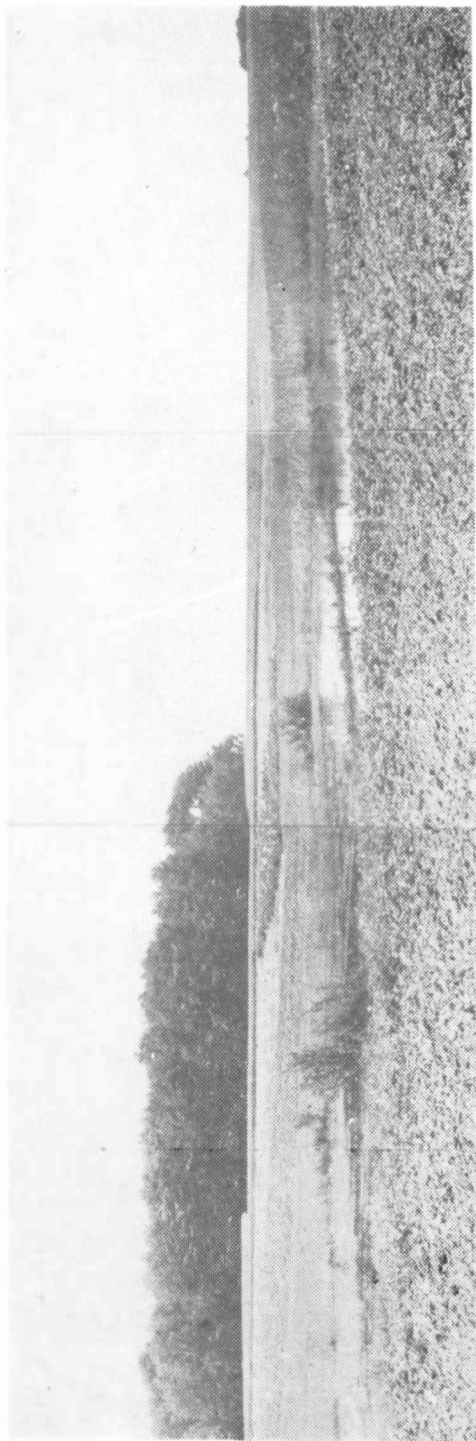
- 1,9—4,45 m il pylasty popielatosiwy (—HCl), pionowo spękany; na głębokości około 3,0—3,8 m il ze śladami oglejenia; liczne rdzawe pierścienie Liesiganga; próbka z głęb. 3,25 m otrzymała datę TL 207 000 ±24 800 (Lub-50) lat BP;
- 4,45—4,7 m piasek średnioziarnisty z drobnym żwirkiem, żółty, z drobnymi strukturami mrozowymi (drobne kliniki wypełnione ilem);
- 4,7—4,85 m il piaszczyty warstwowany horyzontalnie, ze smugami żelazistymi;
- 4,85—5,0 m piasek ilasty żółtoszary z tocząciami ilastymi; lokalnie glina piaszczysta ze żwirami, w stropie zaburzona;

- 5,0—5,15 m il organiczny (torfiasty) czarny, ze szczątkami organicznymi, szyszka *Pinus silvestris* L.;
- 5,15—5,5 m il pylasty ze szczątkami organicznymi; próbka ze środka tej warstwy otrzymała datę TL 239 600 ±28 800 (Lub-51) lat BP;
- 5,5—5,75 m namuły organiczne ciemnoszare ze szczątkami organicznymi;
- 5,75—6,2 m il piaszczysty szary ze szczątkami organicznymi (—HCl);
- 6,2—6,3 m piasek ilasty i jego pograży (struktury obciążeniowe);
- 6,3—10,5 m il ciemnopopielaty (stalowy) ze żwirami skał krystalicznych północnych, których ilość i wielkość wzrasta ku spągowi aż do wystąpienia głazów narzutowych w spągu; utwór horyzontalnie warstwowany typu warwowego — oddzielność na poziome płytki; duża dynamika zmian warstewek, grubości warstewek i frakcji materiału ilastego i piaszczystego; część spągowa ilów żałaziona (—HCl); z serii tej uzyskano dwie daty TL: próbka z głęb. 7,5 m ma datę 248 000 ±30 000 (Lub-52) lat BP i próbka z głęb. 9,0 m — 252 000 ±302 000 (Lub-53) lat BP;
- 10,5—10,65 m piasek gliniasty ze żwirkami; w nim duża ilość kości zwierząt, liczne muszki oraz liczne szczątki drzew i innych roślin; kość gruba ssaka datowana została przez T. Wysoczańskiego metodą fluoro-chloro-apatytową i kolagenową na 280—240 tys. lat BP (F 313 P); coll wskazuje na okres stosunkowo chłodny;
- 10,65—11,0 m piasek detrytyczny trzeciorzędowy z fauną (+HCl);
- 11,0—11,5 m wapień detrytyczny trzeciorzędowy (+HCl).

Podobne profile osadów odsłaniają się w pobliskich cegielniach, w Brzozówce i Szastarce (na południowym krańcu wsi).

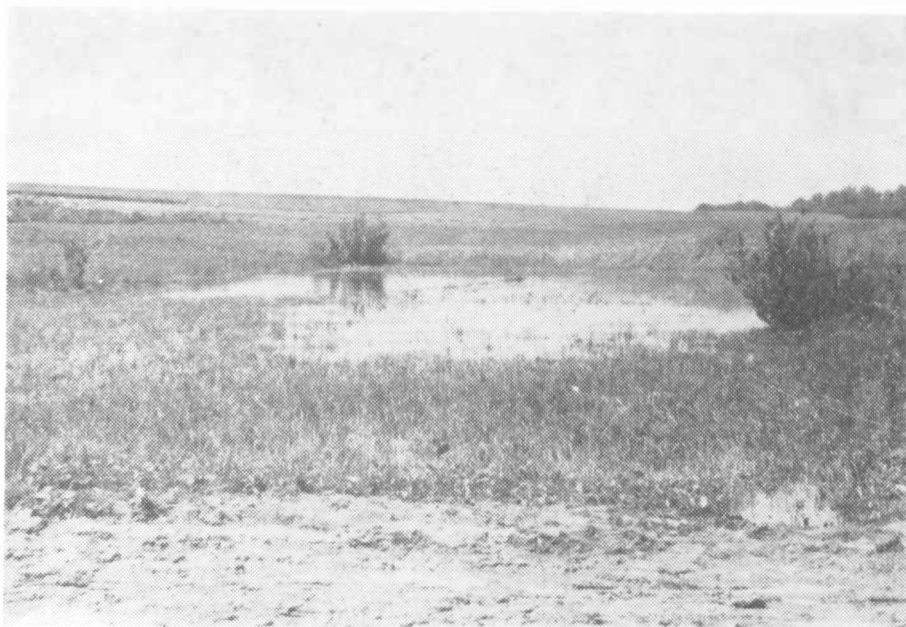
Seria czwartorzędowa w Polichnie, mająca miąższość około 10,5 m, jest pod względem litologiczno-genetycznym stosunkowo mało zróżnicowana. Są to przede wszystkim osady jeziorne: ily i mułki przedzielone mniej więcej w połowie przez osady błotno-torfowiskowe, namuły, ily torfiaste, torfy. Część dolna osadów jeziornych to ily piaszczyte ze żwirami. Ilość żwirów i ich frakcja maleją ku stropowi. Część górna profilu to ily i mułki pylaste. Ta dwudzielna seria osadów jeziornych pokryta jest około 1,5-metrową pokrywą glin pylastych lessopodobnych, ale z pojedynczymi żwirami o średnicy do kilku centymetrów. Są to utwory o dość niejasnej genezie, prawdopodobnie eoliczno-deluwialnej. W spągu osadów jeziornych występują głazy narzutowe, które tkwią w cienkiej warstwie piasków ze żwirami, a częściowo także wchodzą w nadległe ily.

Analizy granulometryczne wykazują duże zróżnicowanie uziarnienia serii jeziornej (ryc. 4, 5, 6). Ogólnie przeważają frakcje pylaste i ilaste, z domieszką frakcji piaszczystej. Udział frakcji piaszczystej w osadach, pomijając przewarstwienia piaszczyste, jest generalnie większy w starszej (dolnej) części serii jeziornej. Wykazuje przy tym wzrost udziału ku spągowi, dochodząc do ponad 20% frakcji powyżej 0,1 mm. W tym samym kierunku wzrasta udział frakcji ilastej, dochodząc do ponad 45%.

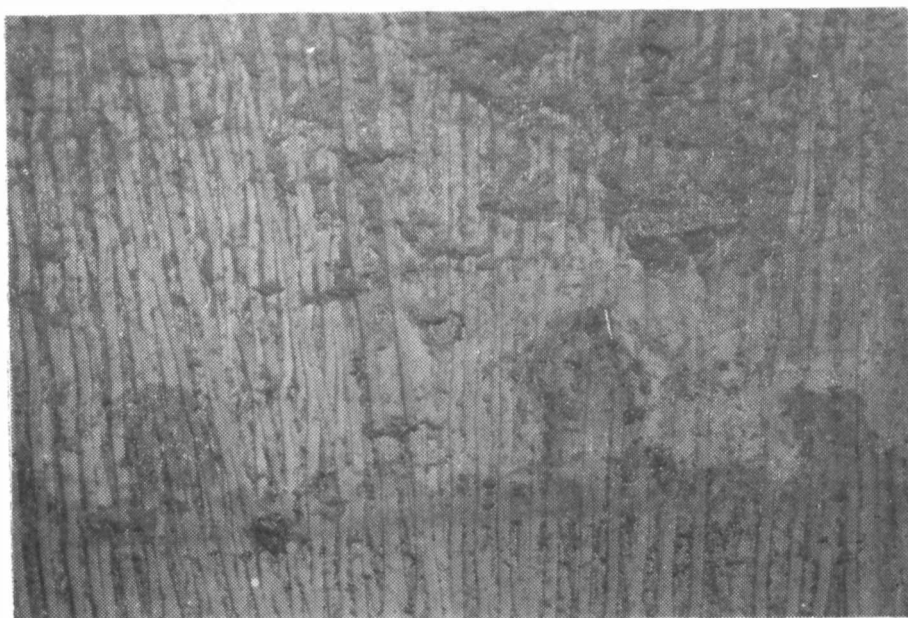


Fot. 1

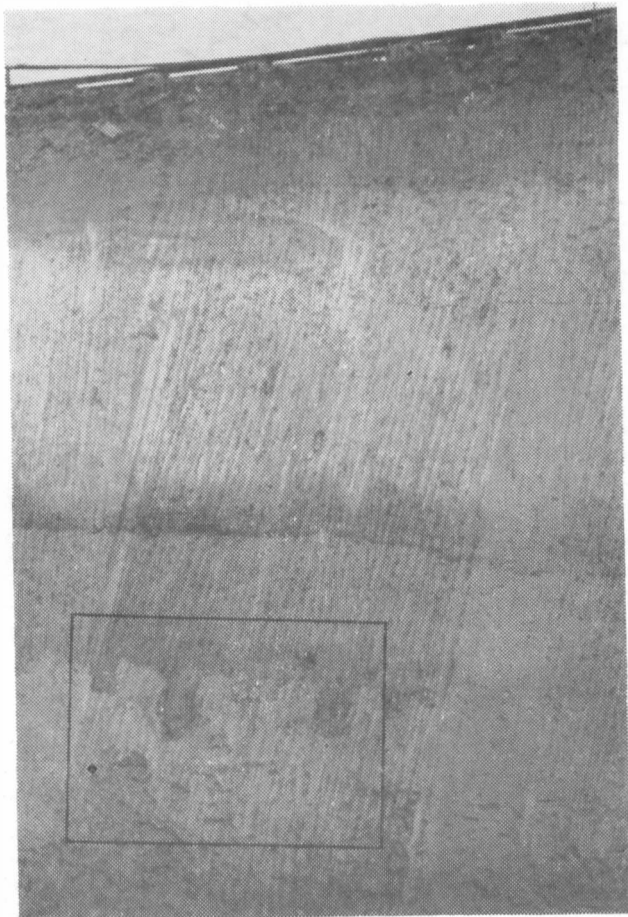
Jan Buraczyński, Jerzy Butrym, Józef Wojtanowicz



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



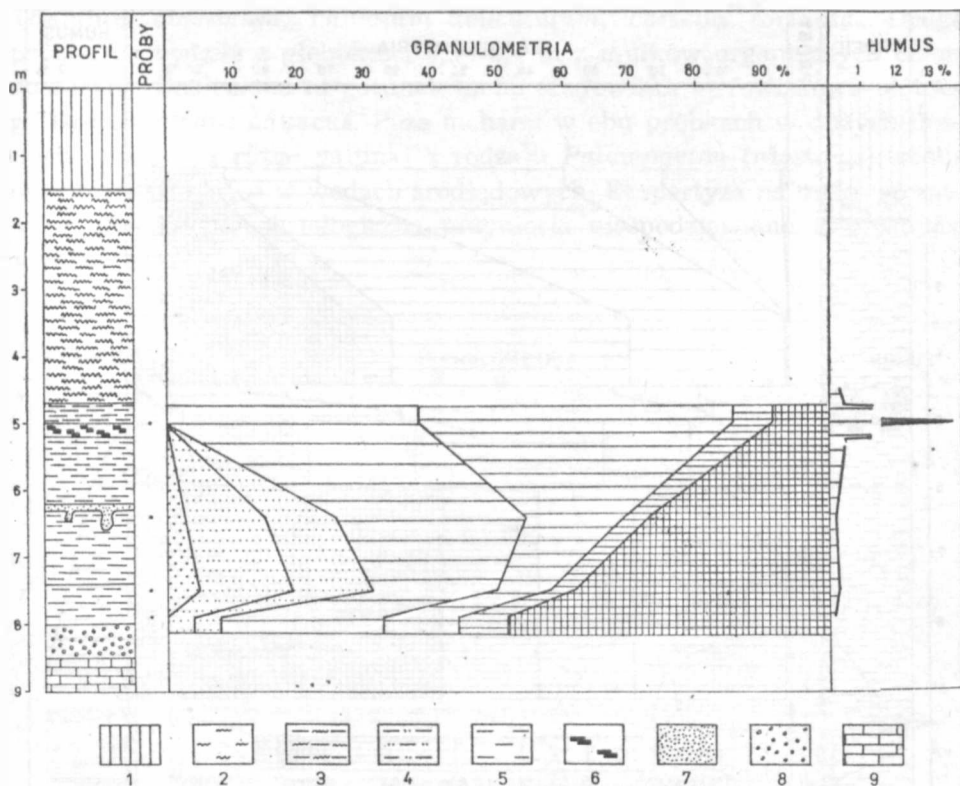
Fot. 5



Fot. 6



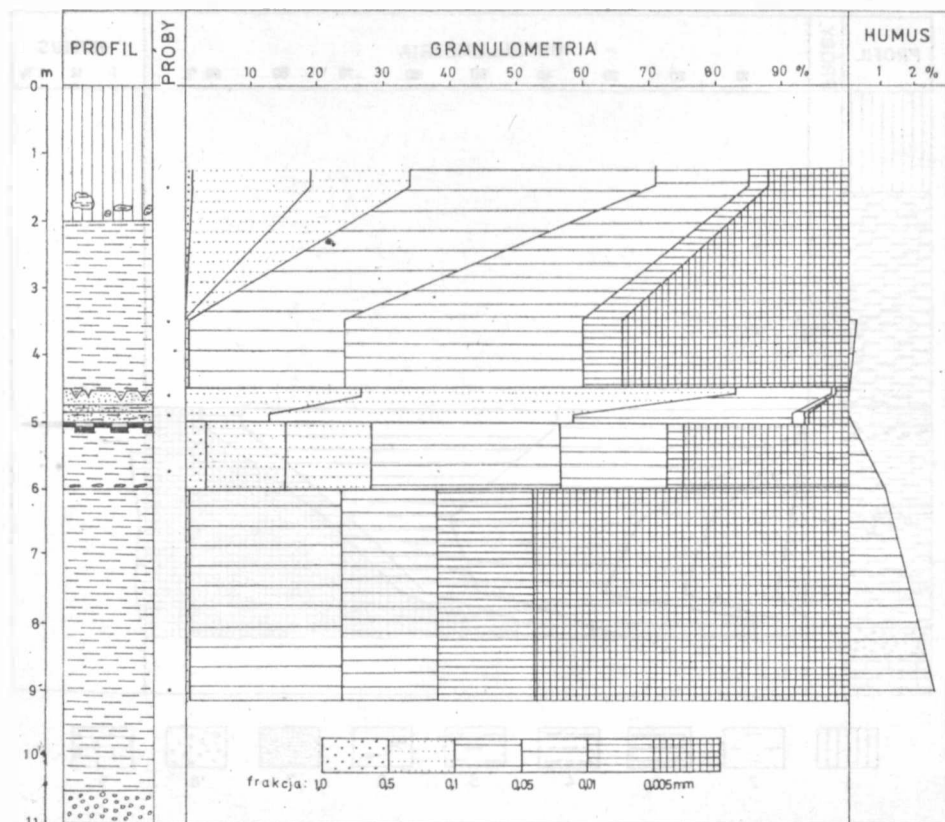
Fot. 7



Ryc. 4. Wykres uziarnienia i zawartości humusu w profilu 1/71. Objaśnienia dla profilu litologicznego: 1 — glina pylasta, 2 — mułek, 3 — mułek ilasty, 4 — il piaszczysty, 5 — il, 6 — torf (il torfiasty), 7 — piasek, 8 — piasek ze żwirami, 9 — wapień detrytyczny trzeciorzędowy. Objaśnienia dla wykresu uziarnienia na ryc. 5 Granulometry diagram and humus contents in the profile 1/71. Lithology: 1 — silt, 2 — mud, 3 — clay silt, 4 — sandy clay, 5 — clay, 6 — peat, 7 — sand, 8 — gravel sand, 9 — tertiary detrital limestone. Explanation for granulation in Fig. 5

Następną kulminację udziału frakcji piaszczystej obserwujemy w spągu ilów jeziornych młodszych (górných). Wskaźniki wysortowania serii jeziornej są niskie, szczególnie w jej części starszej (dolnej), przy czym stopień wysortowania wzrasta w niej od dołu do góry.

Cała seria jeziorna zawiera domieszkę humusu. Niewielkie ilości humusu stwierdzono także w warstwie piasków przedzielających dolną i górną część serii jeziornej. Zdecydowanie większą zawartość humusu wykazuje dolna część serii, w której mułkach torfiastych występuje w ilości 2,1—3,4%, a w torfie dochodzi do 13,6%. W górnej części serii jeziornej udział humusu nie przekracza zazwyczaj 0,6%. W pokrywie gliny pylastej humusu brak.



Ryc. 5. Wykres uziarnienia i zawartości humusu w profilu 2/71. Objasnienia do profilu litologicznego na ryc. 4

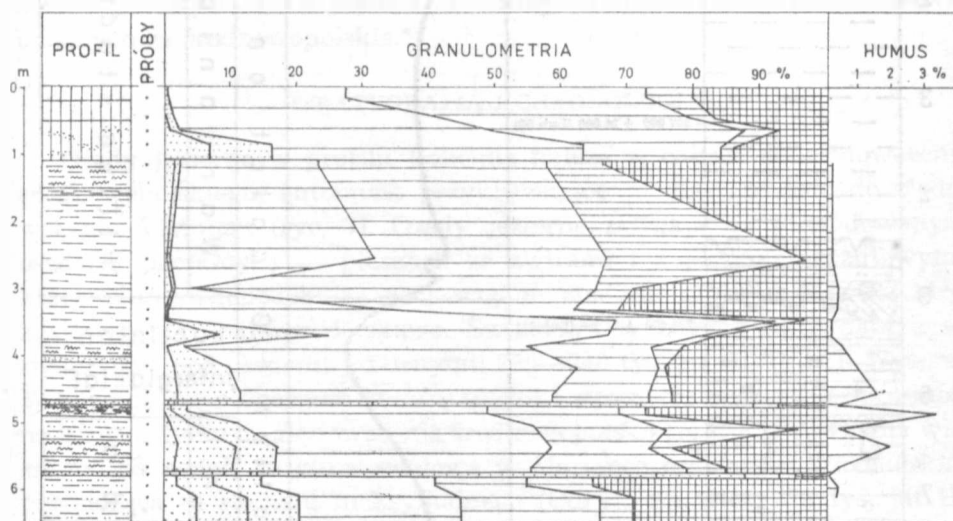
Granulation diagram and humus contents in the profile 2/71. Explanation for the lithological profile in Fig. 4

BADANIA PALEOBOTANICZNE

Już w pierwszej publikacji z r. 1971 (Buraczyński, Wojtanowicz 1971) przytoczono wyniki ekspertyzowej analizy palinologicznej jednej próbki, pochodzącej z torfu (wykonanej przez Janczyk-Kopikową). Orzeczenie brzmiało następująco: „materiał jest wieku czwartorzędowego, pyłek charakteryzuje roślinność klimatu borealnego ewentualnie subarktycznego”.

Dla profilu 2/79 (ryc. 6) Karczmarsz w r. 1980 dla dwu próbek określił mchy. Pierwsza próbka pochodziła z głębokości 4,8—4,9 m, z ciemnoszarych mułków ilastych z wkładkami torfu. Stwierdzono tu następujące gatunki mchów: *Bryum caespiticium*, *Cympylus stellatum*, *Cratoneurum filicinum*, *Drepanocladus aduncus*, *Drepanocladus revolvens*,

Thuidium abietinum, *Thuidium delicatulum*, *Tortella tortuosa*. Druga próbka pochodziła z głębokości 5,3—5,4 m z mułków organicznych ciemnoszarych. Znalaziono tu gatunek mchu środowiska torfowiskowo-błotnego *Drepanocladus aduncus*. Poza mchami w obu próbkach w dużych ilościach występują różne gatunki z rodzaju *Patamogeton* (rdestnice); rośliny kwiatowe żyjące w wodach śródlądowych. Ekspertyza na makroszczątki, a głównie paleobiologiczna przyniosła niespodziewanie interesujące wyniki.

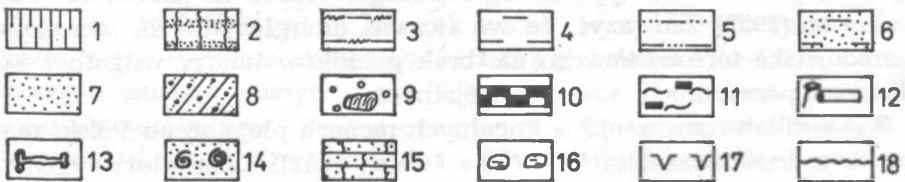
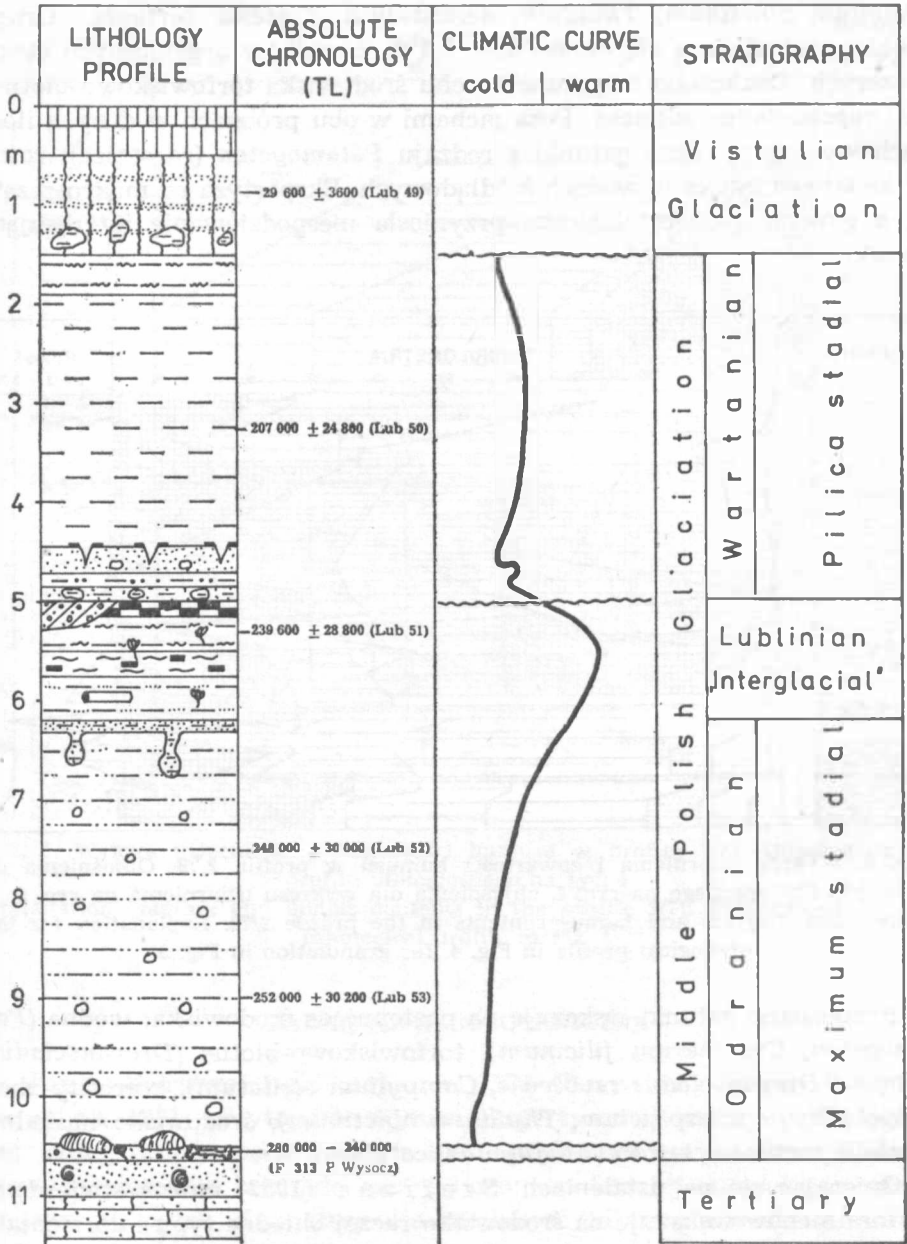


Ryc. 6. Wykres uziarnienia i zawartości humusu w profilu 2/79. Objaśnienia do profilu litologicznego na ryc. 4, objaśnienia dla wykresu uziarnienia na ryc. 5
Granulation diagram and humus contents in the profile 2/79. Explanation for the lithological profile in Fig. 4, for granulation in Fig. 5

Rozpoznane gatunki wskazują na następujące środowiska: wodne (*Patamogeton*, *Cratoneurum filicinum*), torfowiskowo-błotne (*Drepanocladus aduncus*, *Drepanocladus revolvens*, *Campyllum stellatum*), kserofity zboczowe (*Bryum caespiticium*, *Thuidium abietinum*), środowisko naskalne (*Tortella tortuosa*), leśne (*Thuidium delicatulum*).

Opierając się na ustaleniach Szafrańca (1952) można stwierdzić, że flora mchów wskazuje na środowisko raczej chłodne typu interstadialnego; nie jest to flora typu interglacjalnego. Trzeba tu jednak za Szafrańcem (1952) zauważyć, że we florach interglacjalnych, szczególnie ze środowiska torfowiskowego nie brak gatunków tundry wilgotnej jako reliktywów z poprzednich okresów glacialnych.

Wskaźnikowe znaczenie w kopalnych mchach plejstocenu Polski mają elementy środkowoazjatyckie (Szafrańca 1952). Charakterystycznymi



i typowymi elementami środkowozajatyckimi są m. in. *Thuidium abietinum* i *Tortella tortuosa*, oba rozpoznane w profilu Polichna. Oba gatunki żyją obecnie w Polsce w górach (Pieniny, Tatry, Sudety) i na Wyżynie Małopolskiej. Gatunki środkowozajatyckie we florach kopalnych plejstocenu Polski pojawiły się, według Szafrańca (1952), w okresie zlodowacenia środkowopolskiego, na samym jego początku, w czasie transgresji. Nie znajdujemy ich w starszych florach interglacialnych.

Przytoczony wyżej opis flory, głównie mchów z Polichny, podobny jest do opisanej przez Karczmarsza (1971) flory z tak zwanych mułków dryasowych z Latyczowa, z doliny Wieprza koło Krasnegostawu, uznanych za środkowopolskie.*

STRATYGRAFIA I CHRONOLOGIA

Osady jeziorne w profilu Polichna należą w całości do zlodowacenia środkowopolskiego, natomiast przykrywające je gliny pylaste do zlodowacenia Vistulian (ryc. 7). Osady jeziorne zalegają na zdenudowanych osadach glacialnych — piaskach ze żwirami i z głazami narzutowymi, które najprawdopodobniej pochodzą ze stadiału maksymalnego (Odry) zlodowacenia środkowopolskiego. Świadczyłaby o tym także data kości znalezionej pod osadami jeziornymi: 280—240 tys. lat BP (F 33P Wysocz). W każdym razie obecność kemów wokół i wewnątrz obszaru jeziora można odnieść tylko do zlodowacenia środkowopolskiego. Dla porównania wieku można podać, że glina zwałowa w Mariance na Garbie Włodawskim, pochodząca ze stadiału maksymalnego (Odry), ma wiek 273 tys. lat BP (Wojtanowicz 1983).

* Najnowsze badania wskazują, że mułki dryasowe z Latyczowa należy datować na zlodowacenie Vistulian (M. Harasimiuk, W. Szwajgier, 1984: Przewodnik Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Lublin).

Ryc. 7. Syntetyczny profil litologiczny, chronologia i stratygrafia; 1 — glina pylasta, B₁, B₂, 2 — glina pylasta z przewarstwieniami piasku gliniastego, 3 — il pylasty, 4 — il, 5 — il piaszczysty, 6 — piasek ilasty, 7 — piasek średnioziarnisty, 8 — glina piaszczysta, 9 — żwiry i głazy krystaliczne skał północnych, 10 — il organiczny torfiasty, czarny, 11 — namuły organiczne, 12 — makroszczałki roślin (szyszki, kora, kawałki drzew), 13 — kości zwierząt, 14 — piaski detrytyczne z muszelniami, 15 — wapień detrytyczne, 16 — porwaki, toczęne ilów, 17 — drobne struktury mrozowe, 18 — powierzchnia nieciągłości (luka sedymentacyjna)

Synthetic lithological profile, chronology and stratigraphy; 1 — silt, B₁, B₂, 2 — silt with sandy loam interlayers, 3 — mud, 4 — clay, 5 — sandy clay, 6 — clay sand, 7 — medium sand, 8 — loam, 9 — gravels and crystal blocks of northern rocks, 10 — peaty clay, black, 11 — warp-clay, 12 — flora macroremnants (cones, bark, tree fragments), 13 — animal bones, 14 — detrital sands with shells, 15 — detrital limestones, 16 — detached blocks, clay balls, 17 — tiny frost structures, 18 -- non-continuous surface (sedimentation gap)

Dla osadów jeziornych uzyskano cztery daty TL, zawierające się w przedziale 252—207 tys. lat. Daty te nie pochodzą jednak ani z samego spągu, ani ze stropu serii; nie wyznaczają więc czasu początku i końca sedymentacji. Można pokusić się o obliczenie początku sedymentacji serii jeziornej. Obliczenia tempa sedymentacji ilów w części dolnej serii jeziornej, datowanej TL, dały następujące wyniki: 0,375 mm/rok dla środkowego odcinka pomiędzy datami 252 i 248 tys. lat BP i 0,244 mm/rok dla górnego odcinka pomiędzy datami 248 i 239,6 tys. lat BP. Stwierdzono więc zmniejszanie się tempa sedymentacji ku stropowi części dolnej serii. Jeśli przyjmemy, że w początkowej fazie tempo sedymentacji ilów było największe i wynosiło około 0,5 mm/rok, to początek ich sedymentacji należy przesunąć o około 3 tys. lat; otrzymamy więc datę około 255 tys. lat BP. Część dolna serii, która powstała w okresie 255—240 tys. lat BP, należy w nawiązaniu do schematów stratygraficznych Lindnera, Grzybowskiego (1982) i Wojtanowicza (1983) do stadiału maksymalnego (Odry), do jego schyłkowej, zstępującej fazy.

Na serię dolną ilów jeziornych nakładają się utwory błotno-torfowiskowe z licznymi makroszczątkami roślin, z cienką warstwą torfu w stropie. Przypadają one na interstadiał lubelski — „interglacjał lubelski” Srodonia (1969). Z okresem tym związana jest data 239,6 tys. lat BP.

Interstadiał lubelski ma na Lubelszczyźnie już kilka dat. Dla bezpośredniego porównania można przytoczyć datę (TL) z kopalnego jeziora śródglacialnego w Mariance na Garbie Włodawskim — 237 tys. lat BP (Wojtanowicz 1983). Z okresem interstadiału lubelskiego związane jest powstanie gleb, powszechnie stwierdzonych w profilach lessowych. I tak w profilu Nieledew poziom humusowy gleby interstadialnej datowano (TL) na 234,3 tys. lat BP (Butrym, Maruszczak 1983), w profilu Wozuczyn poziom zbrunatnienia datowano (TL) na 232,7 tys. lat BP (Buraczyński i inni 1984), w profilu Horodło datowano (metodą fluoro-chloro-apatytową i kolagenową) szczątki kostne zalegające w produktach denudacji gleby interstadialnej na 230—250 tys. lat BP (Dolecki 1981). Zestawienie porównawcze datowań z obszarów sąsiednich przytaczają Lindner, Grzybowski (1982). W osadach głębokowodnych okresowi temu odpowiada 7 horyzont 0¹⁸ — datowany na około 251—195 tys. lat BP (Shackleton, Opdyke 1973), z maksimum przypadającym na 230—220 tys. lat BP (Johnson 1982).

Na torfie interstadialnym zalega dwudzielny osad peryglacialny z rozwleczonymi soczewkami gliny piaszczystej w spągu, przykrytymi warstewką piasku z toczącami ilastymi. W górnej części są to piaski średnioziarniste z drobnym żwirkiem, w którym rozwinęły się drobne kliny mrozowe. Osady i struktury peryglacialne dokumentują pierwsze fazy stadiału Warty. Nad osadami peryglacialnymi, które w spągu i w

stopie ograniczone są powierzchniami denudacyjnymi, zalegają ily i mułki jeziorne stadiału Warty. Ily te w środku serii uzyskały datę 207 tys. lat BP. Dokumentują one prawdopodobnie tylko starszą część Warty — stadiał Pilicy według ujęcia Lindnera i Grzybowskiego (1982).

Na zlodowacenie Vistulian przypadają gliny pylaste datowane na 29,6 tys. lat BP.

ROZWÓJ KOPALNEGO JEZIORA ZASTOISKOWEGO W POLICHNIE. ZAGADNIENIE „INTERGLACJAŁU LUBELSKIEGO” W PROFILU

W czasie deglacjacji lądolodu stadiału maksymalnego (Odry) zlodowacenia środkowopolskiego tworzy się jezioro glacialne. Powstaje ono na wysokim zrównaniu wierzchowinowym wieku górnotrzeciorzędowo-dolnoczwartorzędowego — na wierzchowinie działowej. Powstanie jeziora, datowanego na zlodowacenie środkowopolskie, było możliwe tylko przy obecności lądolodu. Nie wystarczyło samo podparcie od północy. Było to więc jezioro genezy zastoiskowo-wytopiskowej; w pierwszej fazie jezioro śródglacialne. Z wytapiającego się lodu dostaje się bezpośrednio materiał zwirowo-piaszczysty. Po wytopieniu się lodów martwych następuje dostawa materiału piaszczysto-zwirowego i ilastego przez wody płynące lub jako deluwia ze zboczy wzgórz kemowych. Tempo sedymentacji maleje. To pierwsze jezioro trwa, od maksimum do schyłku stadiału Odry, około 10—15 tys. lat.

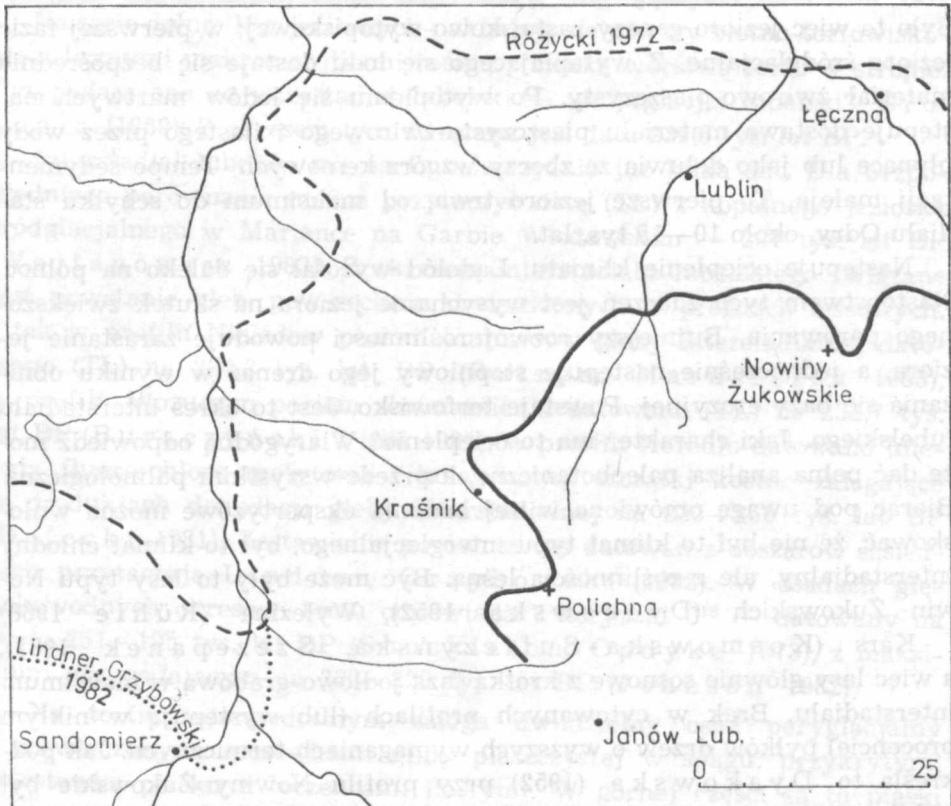
Następuje ocieplenie klimatu. Lądolód wycofał się daleko na północ. Następstwem tych zdarzeń jest wysychanie jeziora na skutek zwiększonego parowania. Bujniejszy rozwój roślinności powoduje zarastanie jeziora, a jednocześnie następuje stopniowy jego drenaż w wyniku obniżania się bazy erozyjnej. Powstaje torfowisko. Jest to okres interstadiału lubelskiego. Jaki charakter ma to ocieplenie? Wiarygodną odpowiedź może dać pełna analiza paleobotaniczna, a przede wszystkim palinologiczna. Biorąc pod uwagę omówione wyżej badania ekspertyzowe można wnioskować, że nie był to klimat typu interglacialnego, był to klimat chłodny interstadialny, ale z roślinnością leśną. Być może były to lasy typu Nowin Żukowskich (Dyakowska 1952), Wyleżina (Rühle 1968) i Kars (Kosmowska-Suffczyńska, Szczepanek 1981), a więc lasy głównie sosnowe z krótką fazą jodłowo-grabową w maksimum interstadiału. Brak w cytowanych profilach (lub występują w nikłym procencie) pyłków drzew o wyższych wymaganiach termicznych. Jak podkreśla to Dyakowska (1952) przy profilu Nowiny Żukowskie był to klimat w swoim optimum umiarkowany, dość chłodny.

Na początku stadiału Warty odżywa ponownie jezioro. Trwa ono prawdopodobnie tylko w pierwszej połowie stadiału. Sedymentacja ma przebieg bardziej spokojny, brak jest frakcji grubszych, zwirowych. W młod-

szej części Warty ma miejsce prawdopodobnie akumulacja eoliczna w warunkach już subaeralnych. Osady te prawie w całości zostały zeorodowane podczas interglacjału eemskiego.

ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE PROFILU

Profil Polichna ma duże znaczenie dla paleogeografii starszej części zlodowacenia środkowopolskiego. Odkrycie i udokumentowanie poprzez profil Polichna jeziora zastoiszkowo-wytopiskowego z okresu stadiału maksymalnego (Odry) zlodowacenia środkowopolskiego, położonego na wysokiej wierzchołwie działowej, na której stwierdzono także istnienie kemów, dowodzi obecności lądolodu środkowopolskiego. Byłaby to strefa jego maksymalnego zasięgu. Fakt ten upoważnia do dokonania bardzo istotnej rewizji dotychczasowych poglądów na maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze południowo-zachodniej części



Ryc. 8. Maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej
Maximum extent of the Middle-Polish Glaciation in the western part of the Lublin Upland

Wyżyny Lubelskiej (Różycki 1972). Linie maksymalnego zasięgu należałoby poprowadzić przez Polichnę, a więc przesunąć ją około 30—40 km na wschód i na południe (ryc. 8).

Prawie identyczne położenie geomorfologiczne jak Polichna, na co zwrócono uwagę już wcześniej, ma profil Nowiny Żukowskie (Buraczyński, Wojtanowicz 1971). Leży na wysokiej (260 m n.p.m.), płaskiej wierzcholinie działowej, opadającej ku górnym odcinkom dolin denudacyjnych (Jahn 1956). Nie ma tam, jak to wynika z przekroju (Rühle 1952), żadnego zagłębienia, a więc i krasowego (Różycki 1972). Powstanie serii około 30-metrowej jeziornych osadów organicznych (gytii, mułków) mogło nastąpić w wyniku podparcia lodowcowego i to w okresie zlodowacenia środkowopolskiego.

Wyrażone wyżej stanowisko odnośnie do większego, w stosunku do dotychczasowych poglądów, zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Lubelskiej nawiązuje w jakimś sensie do ogłoszonej niedawno przez Laskowską-Wysoczańską (1980) bardzo śmiałej tezy o zlodowaceniu środkowopolskim prawie całej wschodniej (na wschód od Sanu) części Kotliny Sandomierskiej. Łądolód środkowopolski, według tej autorki, miał lobem sięgnąć aż do rzeki Szkló. Udowodnienie tej tezy wymaga jednak dalszych wszechstronnych badań, a przede wszystkim datowań bezwzględnych. Niezależnie od dalszych losów koncepcji można tymczasem zauważyć, że w świetle profilu Polichna jest bardzo prawdopodobne o wiele głębsze, niż to przyjmowano, wkroczenie łądolodu środkowopolskiego do Kotliny Sandomierskiej.

Profil Polichna obejmuje dość długi odcinek czasu zlodowacenia środkowopolskiego; od około 260—250 tys. lat BP do około 200—190 tys. lat BP. Autorzy starali się podać dla tego okresu niektóre uwagi dotyczące warunków paleogeograficznych, wynikające przede wszystkim z analizy profilu litologicznego. Dla sformułowania pełnych wniosków w tym zakresie potrzeba dalszych badań, a przede wszystkim należałoby wykonać pełną analizę palinologiczną.

LITERATURA

- Buraczyński J., Butrym J., Rzechowski J., Wojtanowicz J. 1986, Loess stratigraphy of the Wożuczyn profile on the Grzęda Sokalska based on thermoluminescence method data. *Annales UMCS, sectio B, XXXIX* (1984), in print.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1971, Profil czwartorzędu w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej (Une coupe des sédiments du quaternaire à Polichna, Plateau de Lublin). *Folia Soc. Sci. Lubl., D; Geografia, 12, Lublin; 99—104.*
- Butrym J., Maruszczak H. 1983, Termoluminescencyjna chronologia lessów z profilu Nieledew. Sprawozdanie z Badań Naukowych Kom. Badań Czwart. PAN, V; 1983; 114—117.

- Dolecki L. 1981, Litologia i stratygrafia lessów Grzędy Horodelskiej (Lithology and stratigraphy of the loesses of the Grzęda Horodelska). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, 32/33; 151—187.
- Dyakowska J. 1952, Roślinność plejstocenska w Nowinach Żukowskich (Pleistocene flora of Nowiny Żukowskie on the Lublin Upland). *Biul. PIG* 67; Z badań czwartorzędu w Polsce, 3; 115—181.
- Jahn A. 1956, Wyzyna Lubelska — rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Inst. Geogr. PAN*, 7.
- Johnson R. G. 1982, Brunhes-Matuyama magnetic reversal dated at 790,000 yr B.P. by marine—astronomical correlations. *Quat. Res.*, 17; 135—147.
- Karczmarz K. 1971, Flora dryasowa z Latyczowa nad Wieprzem (The dryas flora from Latyczów on the river Wieprz). *Folia Soc. Sci. Lubl., D; Geografia*, 11, Lublin; 115—122.
- Kosmowska-Suffczyńska D., Szczepanek K. 1981, A new interglacial locality on the Sandomierz Upland. *Folia Quatern.*, 54, Kraków; 25—41.
- Laskowska-Wysoczańska W. 1980, Utwory glacialne dolnego i środkowego plejstocenu na tle paleogeomorfologicznego rozwoju środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Glacial deposits of the Lower and Middle Pleistocene in the background of the paleogeomorphological of the central and eastern part of the central and eastern part of the Sandomierz Basin). *Guide-book of field seminar "Stratigraphy and chronology of the loesses and glacial deposits of the Lower and Middle Pleistocene in SE Poland"*, Lublin; 33—35.
- Lindner L., Grzybowski L. 1982, Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Polon.*, 32, 3—4; 191—206.
- Rühle E. 1952, Profil geologiczny utworów plejstocenskich w Nowinach Żukowskich (The geological profile of pleistocene deposits at Nowiny Żukowskie). *Biul. PIG*, 67; Z badań czwartorzędu w Polsce, 3, 99—114.
- Rühle E. 1968, Profil utworów czwartorzędowych w Wylezinie — na północ od Dębina (The profile of quaternary sediments at Wylezin, North of Dęblin). *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 38, 4; 531—543.
- Shackleton N. J., Opdyke N. D. 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quatern. Res.*, 3, 1; 39—55.
- Środoń A. 1969, Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny, zaliczanych do interglacjału mazowieckiego (Stratigraphic position of fossil floras in the Lublin region referable to Mazovian Interglacial). *Biul. Inst. Geol.*, 220; Z badań czwartorzędu w Polsce, 12; 5—12.
- Szafran B. 1952, Mchy plejstocenske Polski i sąsiednich obszarów wschodnich (Pleistocene mosses from Poland and the adjacent eastern territories). *Biul. IG* 68; Z badań czwartorzędu w Polsce, 4; 5—38.
- Wojtanowicz J. 1983, *Stratygrafia czwartorzędu (LZW)*. W: *Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, Lublin; 73—91.

OBJASNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Jezioro i podmokłości na wierzcholinie między Polichną a Brzozówką (1971).

Fot. 2. Jezioro w zbliżeniu (1971).

Fot. 3. Fragment odkrywki w cegielni 1 w Polichnie. Zaburzenia obciążeniowe w poziomie humusowym i w ilach (1971).

Fot. 4. Odkrywka 1 w Polichnie (przy torze kolejowym). Widok ogólny odkrywki (1971).

Fot. 5. Odkrywka 3 w Polichnie. Widok ogólny odkrywki (1971).

Fot. 6. Fragment odkrywki 3 z głęb. 4,5 m; zaburzenia w horyzoncie piaszczystym, z klinami mrozowymi w stropie.

Fot. 7. Fragment odkrywki 3, część dolna z głęb. 6 m. Iły warwowe.

РЕЗЮМЕ

Первое сообщение о профиле четвертичных отложений в д. Полихна в юго-западной части Люблинской возвышенности напечатано в 1971 г. (Я. Бурачински, Ю. Войтанович, 1971). Предлагаемая работа обнимает результаты более новых исследований по геологии и геоморфологии, результаты абсолютных датировок методом термолюминесценции (др. Е. Бутрым), методами флюоро-хлоро-апатитовым и колагеновым (др. Т. Минкович—Высочаньски), а также некоторые новые итоги касающиеся палеоботанических исследований мхов (проф. др. К. Карчмаж).

Профиль Полихна находится в пределах высокого приводораздельного плато Люблинской возвышенности на высоте 285—300 м н.у.м. Обнаружено в этом месте существование ледникового рельефа — многочисленных кемов, которые являются свидетельством ледника максимального стадиала среднепольского (Одраниян) оледенения. Этот факт, а также обнаружение и удостоверение в профиле Полихна озера застойно-термокарстового генезиса из времени оледенения позволяют подвергать ревизии относительно граничной линии максимальной фазы этого оледенения. Свидетельствовало бы эту линию продвинуть на около 30—40 км на восток и юг, проводя ее через Полихну и Новины Жуковске.

Озерные отложения в профиле Полихна свидетельствуют о довольно длинном промежутке времени, продолжавшимся от около 260—250 тыс. лет В.Р. до около 200—190 тыс. лет В.Р. Это время обнимает окончание максимального стадиала (Одраниян) с датировками 252 и 248 тыс. лет В.Р., Люблинский стадиал с датировкой 239,6 тыс. лет В.Р. и нижнюю часть стадиала Варты с датировкой 207 тыс. лет В.Р.

Во время люблинского интерстадиала в понимании А. Сродоня (1969) — озеро зарастает, создается торфяная залежь. Исследованная пыльца из этого торфяника указывает по макроостаткам на холодный климат типа межстадиала, с лесной растительностью. Констатированы два показательных вида мхов: *Thuidium abietinum* и *Tortella tortuosa* — средиземноморские элементы, которые по мнению Б. Шафрана (1952) первый раз в ископаемых флорах плейстоцена Польши появились в начале среднепольского оледенения.

Более молодое озеро датировано на стадиал Варты: Озерные отложения прикрыты пылеватыми глинами золово-делювиального генезиса времени оледенения Вистульян. Датированная проба грунта из середины покрова (мощность покрова около 1,5 м) пылеватых глин показала возраст 29,6 тыс. лет В.Р.

Профиль Полихна сопоставляется с отдаленным на 30 км на СВ известным профилем Новины Жуковске, принимаемом до настоящего времени как межледниковый профиль из мазоветского интергляциала — Миндель-Рисс (Э. Рюхле, 1952; Я. Дяковска, 1952). Этот профиль находится в аналогичной геоморфологической обстановке как профиль в Полихне. Оба эти профили считаются равновозрастными, а палинологический профиль Новины Жуковске считается соответственником Люблинского интерстадиала.

SUMMARY

First information about the quaternary profile in Polichna in the south-western part of the Lublin Upland was published in 1971. The present paper contains new (Butrym) as well as fluorine-chloride-apatite and collagen procedures (Minkowicz—geomorphological studies, absolute datings using thermoluminescence procedure Wysoczyński) and results of mosses studies (Karczmarz).

The Polichna profile lies on the destructional surface of the Lublin Upland, in the watershed (285—300 m a.s.l.). Some forms of glacial relief, proving the presence of the continental glacier of the maximal stadial of the Middle Polish Glaciation (Odranian), are found there. This fact, as well as the documentation of the presence of the glacial melt lake are the base for revision of the course of maximal reach of this glaciation. This line should be moved about 30—40 km to the East and South, going through Polichna and Nowiny Żukowskie.

The lake sediments in the Polichna profile are dated for ages between 260,000—250,000 years B.P. and 200,000—190,000 years B.P. It was the period of the maximal stadial (Odranian) decline, with the dates 252,000 and 248,000 years B.P., the Lublin Interstadial (239,000 years B.P.) and the lower part of the Warta Stadial (207,000 years B.P.).

During the Lublin Interstadial (Lublin Interglacial, according to Srodoń, 1969) the lake disappeared and the peatland replaced it. Pollen and plant macro-remnants found there indicate to the cool climate of the interstadial type with forest flora. Two index moss species: *Thuidium abietinum* and *Tortella tortuosa* were found. According to Szafran (1952), they appeared in the fossil flora of the Polish Pleistocene at the beginning of the Middle Polish Glaciation for the first time.

The younger lake belongs to the Warta Stadial. The lake series is covered with silt (1.5 m) of aeolian genesis from the Vistulian glaciation period. The sample of this cover was dated for 29,600 years B.P. The known profile Nowiny Żukowskie, distant 30 km to NE direction, was compared with the Polichna profile. It was considered up to now as a profile of the Masovian Interglacial, Mindel Riss (Rühle 1952, Dyakowska 1952). This profile has an identical geomorphological situation as the Polichna profile. They are considered to be of the same age, and the palinological profile of Nowiny Żukowskie is related to the Lublin Interstadial.

PHOTOGRAPH EXPLANATION

- Phot. 1. Lake and swamp between Polichna and Brzozówka (1971).
- Phot. 2. Lake, the same as above, close-up (1971).
- Phot. 3. Exposition fragment in the brick-yard 1, Polichna. Charge disorders in the humus level and clay (1971).
- Phot. 4. Exposition 1 in Polichna, general view (1971).
- Phot. 5. Exposition 3 in Polichna, general view (1971).
- Phot. 6. Fragment of exposition 3 from the depth of 4.5 m, disorders in sandy horizon with ice wedges at the top.
- Phot. 7. Fragment of exposition 3, the lower part from the depth of 6 m. Varwe.